

# 浑善达克沙地的光释光年代序列与全新世气候变化

周亚利<sup>①②⑦</sup>, 鹿化煜<sup>②\*</sup>, J. A. Mason<sup>③</sup>, 苗晓东<sup>④</sup>, J. B. Swinehart<sup>⑤</sup>, R. J. Goble<sup>⑥</sup>

① 中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710075;

② 南京大学地理与海洋科学学院, 南京 210093;

③ Department of Geography, University of Wisconsin Madison, WI 53706, USA;

④ Illinois State Geological Survey, Champaign, IL 61820, USA;

⑤ School of Natural Resources, IANR, University of Nebraska-Lincoln, Lincoln, NE 68588-0517, USA;

⑥ Department of Geosciences, University of Nebraska-Lincoln, Lincoln, NE 68588-0340, USA;

⑦ 中国科学院研究生院, 北京 100049

\* 联系人: [huayulu@nju.edu.cn](mailto:huayulu@nju.edu.cn)

收稿日期: 2007-12-11; 接受日期: 2008-02-16

国家基础研究发展计划项目(编号: 2004CB720201)、美国科学基金项目(批准号: ATM-0502489, ATM-0502511)和中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪地质国家重点实验室开放基金课题(编号: SKLLQG0711)资助

**摘要** 浑善达克沙地具有对气候变化响应敏感和生态环境脆弱的特点, 是研究环境变化的理想地区. 相对于黄土而言, 沙质沉积是近源、在沉积期堆积速率快, 有可能记录了某些时间段千年时间尺度的干旱事件. 应用光释光测年技术, 对浑善达克沙地东北-西南断面上具代表性的 10 个沙丘和沙/黄土剖面进行了年代测试, 获得了 35 个样品的光释光年龄; 结合野外地层观察分析和粒度、磁化率等测试, 得到了浑善达克沙地全新世干旱事件和相对湿润期的气候变化记录: 在距今 9.9~8.2 ka 期间, 沙地发育厚层粗砂层, 沙丘处于活动状态, 气候干燥, 植被覆盖度低; 在距今 8.0~2.7 ka 期间, 沙地发育有多层浅灰-灰黑色砂质土壤, 沙丘总体上处于固定-半固定状态(也含有短时段沙丘活化的干旱事件), 指示气候较之前明显湿润, 植被相对茂密; 2.3 ka 以来, 沙地沉积物以粗砂堆积为主, 沙丘又重新活化, 气候总体上为干旱. 通过对沙丘沉积记录和沉积产状的分析, 发现浑善达克沙地在全新世早期、8.2 ka 前后以及小冰期时期, 气候较为干旱, 植被盖度小, 沙丘活化; 在“隋唐暖期”和“中世纪温暖期”, 气候较湿润, 植被发育良好, 沙丘固定. 具有绝对释光年龄控制的沙丘沉积记录表明, 全新世浑善达克沙地多次千年时间尺度的气候事件可能是全球气候变化的区域响应.

## 关键词

浑善达克沙地  
光释光测年  
全新世  
干旱事件  
沙丘记录

沙漠/沙地是干旱半干旱气候条件下的产物, 其形成和演化与全球性气候变化相联系. 中国北方的浑善达克沙地位于中纬度温带干旱半干旱气候区, 处于东亚季风区的边缘地带, 具有生态脆弱和气候变化幅度大的双重特点, 是研究环境变化的理想区

域. 沙丘沉积序列以风成砂-砂质古土壤-砂黄土互层为主要特征, 它们的形成和演化直接记录了沙区的气候变化和干旱事件. 中国沙漠和黄土是风力作用下的孪生沉积<sup>[1-3]</sup>, 存在沉积/地表侵蚀过程. 相对于黄土而言, 沙漠/沙地在沉积期堆积速率较快, 可能

包含某些时间段细致的环境变化信息. 但是, 我们以前对风成沙沉积的干旱事件记录重视不够, 缺乏可靠系统的测年数据, 从而对沙漠/沙地气候变化的认识相对于其他区域(比如海洋和黄土地区等)不够深入.

系统可靠的测年是重建沙漠/沙地第四纪气候变化的前提. 以前, 浑善达克沙地的年代序列主要是建立在有限分散剖面的  $^{14}\text{C}$ 定年和光释光测年的基础上. 由于该区降雨量较少, 植物根系发达, 可能给  $^{14}\text{C}$ 测年带来年轻碳的污染; 加之地质历史时期大部分地区植被覆盖度较低, 难以找到适合于  $^{14}\text{C}$ 测年的植物残体、碳屑等样品<sup>[4]</sup>, 利用沉积物中的全岩有机质来测定  $^{14}\text{C}$ 年代, 很难排除“老碳效应”的影响; 另外, 获得的  $^{14}\text{C}$ 年龄数据需要校正, 但是目前还没有完全适合于中国环境系统的  $^{14}\text{C}$ 校正体系, 这就使得  $^{14}\text{C}$ 测年方法在沙漠/沙地地区的应用受到限制. 光释光年代学的研究比较分散, 测试的剖面比较少, 难以获得该地区全新世气候变化的全貌. 同时, 由于受研究方法和思路等限制, 关于浑善达克沙地古气候变化的一些结论存在较大的争议<sup>[5-12]</sup>. 例如, 以前认为毛乌素和浑善达克沙地沙丘中存在的砂质土壤主要是全新世中期的产物, 但是就我们最近获得的光释光年代结果显示, 有的砂质古土壤的年龄达万年, 有的却只有几百年<sup>[3,9,13]</sup>, 这一结果也与近年来的一些研究结果相似<sup>[10-12,14]</sup>. 为了深入认识晚第四纪浑善达克沙地气候变化和干旱事件的规律, 迫切需要获得具有高密度和高精度测年数据. 研究表明, 光释光测年技术是解决晚第四纪沙漠/沙地测年问题的有效途径, 近年来取得了很大的进展<sup>[9-17]</sup>. 基于此, 本文通过对 10 个剖面的 35 个样品的光释光年龄和气候替代性指标的测试, 尝试依据风成堆积重建全新世浑善达克沙地气候变化过程和干旱事件时间序列, 讨论浑善达克沙地全新世沙丘固定与活化的机制, 在具有绝对年龄数据控制的基础上分析沙区气候变化与全球气候事件的可能联系.

## 1 研究区概况、剖面特征和样品采集

浑善达克沙地处于北温带季风干旱-半干旱区, 气候主要受控于东亚季风环流控制, 降水集中在夏季, 年平均降水量在 200~350 mm 之间, 其他季节降

水很少. 年平均气温为 0~3℃, 年平均风速 4~5 m/s, 大风日数全年累计为 60~80 d, 主要集中在春季, 冬春季节风蚀作用强烈. 现代植被主要为半干旱草原-荒漠草原, 广泛发育固定、半固定沙丘, 部分地区存在流动沙丘<sup>[18]</sup>.

本文所研究的 10 个剖面是(图 1): LW(N41.40704°, E114.96729°), 308 道 132 km 处(N42.38576°, E115.39312°), SGDL(N42.69014°, E115.94553°), SGDL s A(N42.66448°, E115.95520°), JPHW(N42.69829°, E116.03198°), New 207 Road-116 km(N42.97420°, E115.95413°), 207 Road 87 km(N43.18161°, E116.13922°), HSHN(N43.25081°, E116.13332°), 303 Road 55 km(N43.68528°, E116.63825°), JPE(N43.22692°, E117.65797°), 贯穿沙地南北方向, 在空间上具有一定的代表性, 是浑善达克沙地晚第四纪气候变化较理想的地质记录. 这 10 个剖面所处的地貌部位多为固定-半固定沙丘, 除 New 207 Road-116 km 剖面其沉积物为上下两层明显产状不同的风成砂外, 其他 9 个剖面沉积序列的显著特点是(浅灰)灰黑色砂质土壤-砂黄土-砂层互层分布, 砂质土壤最多可达到 5 层. 在(浅灰)灰黑色砂质土壤中可见虫孔、根孔, 其中 LW 剖面的灰黑色砂质土壤发育较强, 含有白色钙质包膜及土壤的团粒结构, 垂直节理发育. 在 JPHW 剖面中, 在 9 和 10 m 处各有一层厚约 0.15 m 的灰绿色湖相硅藻沉积, 粒度较细, 其上下沉积物均为砂层. 由此可见, 沙丘在发育过程中, 区域气候发生了显著的变化: 风成砂层是气候干燥的产物, 指示了风力强劲, 沙地活化、扩张的阶段; 砂质古土壤是气候湿润、生草成壤过程直接作用于风成砂之上的产物, 是沙地固定、植被覆盖率增大的标志; 砂黄土所指示的气候状况则介于这两者之间(图 2)<sup>[5,9-13]</sup>. 因此, 对这些剖面中的砂层、砂质古土壤层和砂黄土的绝对年代测试, 结合气候替代性指标的分析, 可望重建气候变化过程和干旱事件频率.

对以上 10 个剖面不同的层位(砂层和砂质土壤)及产状不同的砂层采集光释光样品, 采样方法参照周亚利等的描述<sup>[16]</sup>. 迄今已经获得了其中的 35 个年龄数据, 其他样品年龄将继续测试. 同时, 采集了 42 个粉末样品, 测定了每个样品的磁化率和粒度分布. 磁化率用英国 Bartington 公司生产的 MS2 磁化率仪

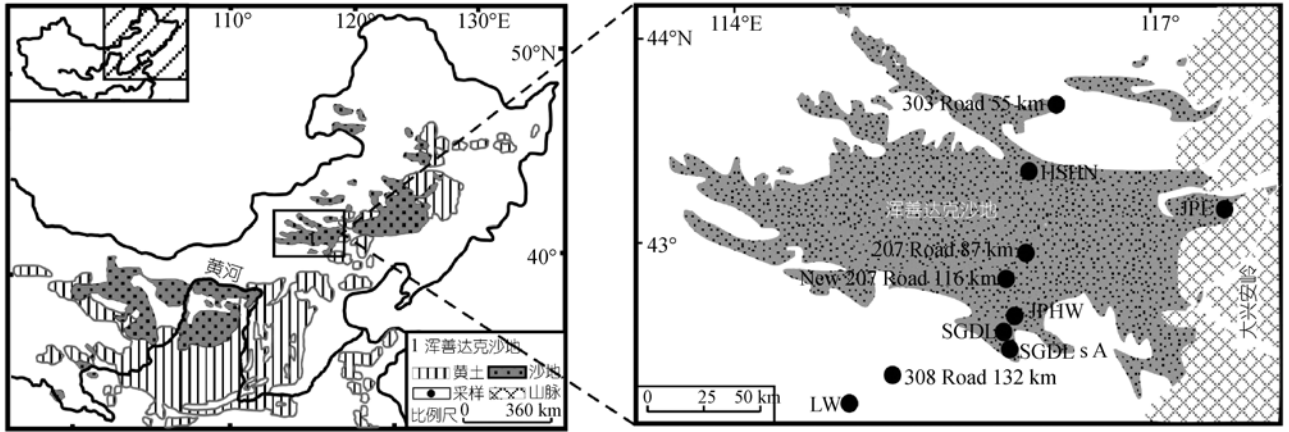


图 1 浑善达克沙地和采样点的位置

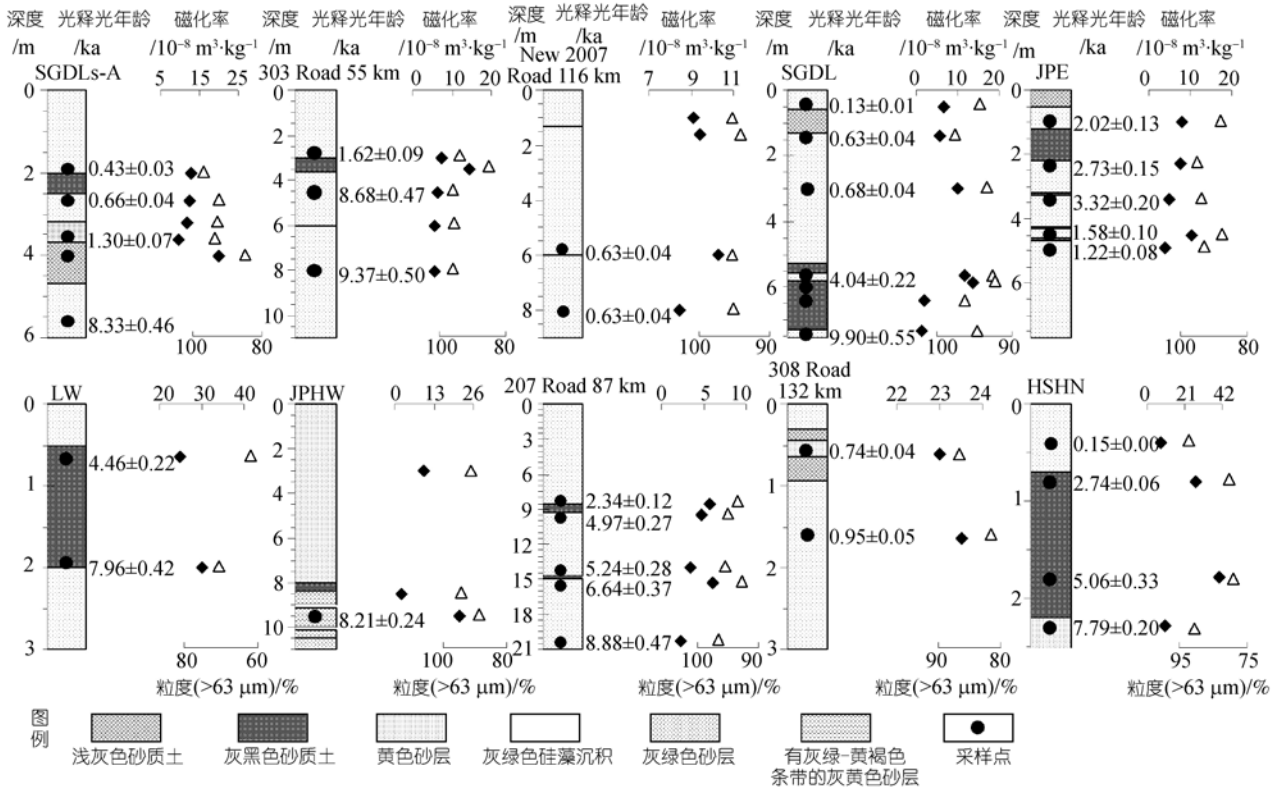


图 2 浑善达克沙地沙丘沉积光释光年代序列及磁化率和粒度变化

实心菱形指示粒度, 空心三角形指示磁化率

测量, 粒度测试用英国 Malvern 公司生产的 Master size-S 激光粒度仪进行测量, 采用较为彻底的前处理方法 [19].

## 2 光释光年龄的测量

### 2.1 样品的前处理

在暗室安全光源下对样品进行前处理, 以得到

适合光释光年代测试的石英颗粒. 去掉样品表层的见光部分, 此部分用来测定样品的含水量和  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  及  $^{40}\text{K}$  的含量, 以确定年剂量; 然后, 经过湿筛分别用浓度 1 mol/L 的盐酸和 30% 双氧水浸泡, 以彻底去掉碳酸盐和有机质; 用比重为 2.7 g/cm<sup>3</sup> 的重液分选, 去掉锆石等重矿物, 用浓度为 48% 的氢氟酸溶蚀, 以去掉其中的长石组分, 过一次干筛, 以确保所

选石英的粒径范围在 90~150 μm 之间. 把提纯的石英颗粒用硅胶单层粘贴在直径为 9.8 mm 的铝片的中间 5 mm 的区域, 并用显微镜及红外检测是否有长石的污染 [20].

### 2.2 等效剂量的测定

本研究中等效剂量的测定选用单片再生剂量法 [21,22], 测试矿物选用 90~150 μm 的石英颗粒. 这种测试方法目前正在浑善达克沙地研究中成功应用 [9~13,15]. 光释光样品年龄的测定是在美国内布拉斯加大学释光实验室完成的.

样品等效剂量用 Risø TL/OSL-DA-15B 全自动释光仪 [23] 测试. 测试条件为: 测试石英释光信号的蓝光激发光源的波长为 (470 ± 30) nm, 检验长石组分所用的红外激光波长为 830 nm, 光电倍增管前放置两个 U-340 滤光片, 人工 β 辐射源为 <sup>90</sup>Sr/<sup>90</sup>Y, 对于粒径为 90~150 μm 石英的辐射剂量率为 0.098 Gy/s.

分别选取相对较年轻 UNL1224 和较老样品 UNL1226 进行了从 180~280°C 以 20°C 间隔进行预热坪区检验(图 3), 在 200~260°C 之间出现了一个明显的“坪区”, 其等效剂量不随预热温度的变化而改变, 确定对较老样品采用预热温度 220°C 和 Cutheat160°C, 对年轻样品采用预热温度 240 °C 和 Cutheat160°C, 并且在此测试条件下做了热迁移效应及剂量恢复试验, 以检验此条件是否适合浑善达克沙区样品等效剂量的测试. 在最终确定等效剂量值时, 依据释光信号的晒褪曲线、感量校正、恢复系数(recycling ratio)、回授信号、拟合的生长曲线的特征以及测试误差的大小, 去掉有异常和误差大于 10% 的样片的等效剂量, 然

后取其权重平均值.

### 2.3 年剂量的测定

样品的年剂量与样品中 U, Th, K 和 Rb 的含量、样品含水量及宇宙射线等有关. 本文用 ICP-MS 和 ICP-AES 测定 U, Th, K 的含量. 由于地质历史时期含水量无从得知, 所以含水量数值采用样品采集时的含水量, 估计误差为 ±10%. 据样品的海拔高度、地理位置及采样深度等计算出宇宙射线对年剂量的贡献 [24]. 年剂量计算时所用的公式和参数以 Aitken [25] 提供的公式和参数为标准.

## 3 测试结果

### 3.1 热迁移效应和剂量恢复试验

频繁的激发和预热会使能量较低但不易晒褪的陷获电子发生热转移, 使得光释光信号增强, 从而使所得的等效剂量值偏大 [25~27]. 在年轻样品预热温度 240°C、cutheat160 °C 和较老样品预热温度 220°C, cutheat160°C 的测试条件下做了热迁移效应及剂量恢复试验 [28](图 3). 结果表明, 无论是对年轻 UNL1224 还是较老样品 UNL1226, 其热迁移效应非常小, 年轻样品为 0.04 Gy, 相当于存在 17 a 偏差, 而较老样品为 0.15 Gy, 相当于 62 a 的偏差, 相对于这两个样品各自的年龄 (0.13±0.01) 和 (9.9±0.55) ka 的只有 2% 和 0.6% 的误差, 处于误差范围之内, 其热迁移效应可忽略不计. 样品在所选取的预热温度范围内没有出现随温度升高而等效剂量增大的现象, 而是有一个很好的坪区(图 3); 并且释光生长曲线几乎完全通过原点(图 3), 因此, 回授效应所引起的等效剂量值的差

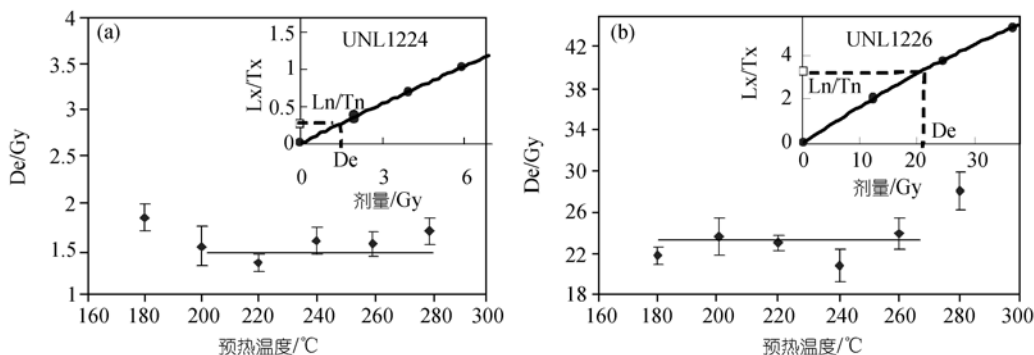


图 3 样品 UNL1224 和 UNL1226 预热温度对等效剂量的“坪区”拟合的释光生长曲线见内插图

异可忽略不计. 由于预热所引起的热转移效应对测试结果影响不大 [27-29]; 恢复系数(Recycling ratio)的变化范围在 0.95~1.10 之间, 表明测试过程对石英颗粒的感量变化得到了很好的校正; 在剂量恢复试验中, 给年轻和较老样品的已知剂量分别为 1.98 和 24.78 Gy, 恢复得到的等效剂量分别为 1.95 和 24.86 Gy, 较已知剂量仅相差-1.70%和 0.29%(图 4). 由此可见, 所选取的测试条件适合样品年龄测试.

### 3.2 光释光年龄

样品的等效剂量和年剂量及光释光年龄测试结果见表 1. 同一个样品所有测试样片的等效剂量值大致相同, 变化范围很小(图 5); 并且, 样品的等效剂量值并不随校正后的释光信号的增加而增加; 释光生长曲线均未达到饱和(图 3). 用全部样片等效剂量的平均值、中值、拟合峰值和权重平均值进行对比, 结果类似, 说明样品在沉积之前, 经过了充分的晒褪,

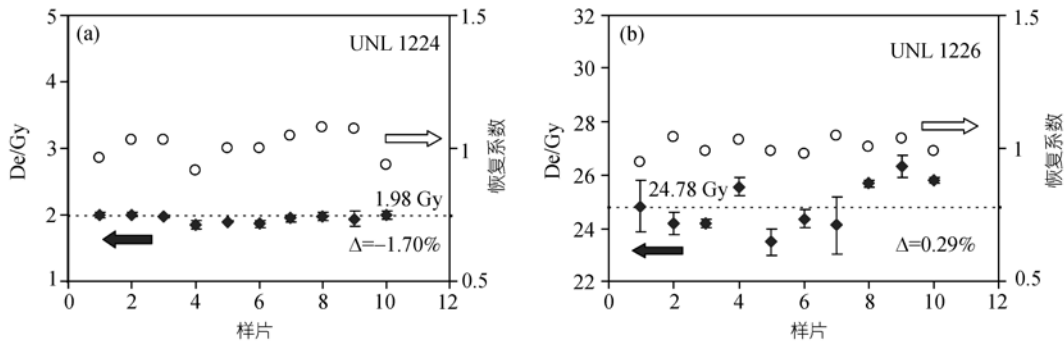


图 4 UNL1224 和 UNL1226 的剂量恢复试验

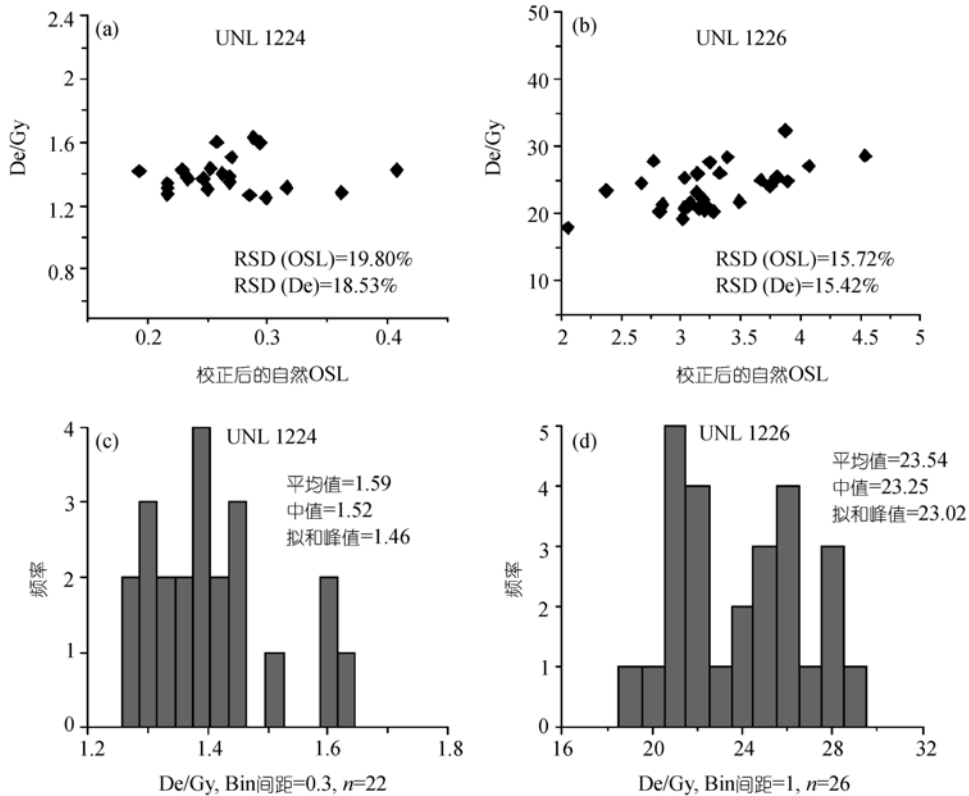


图 5 等效剂量相对于感量校正后的自然释光信号的低散图((a), (b))及等效剂量频率分布图((c), (d))

表 1 浑善达克沙地光释光测年结果<sup>a)</sup>

测试号	样号	深度 /m	含水量 /% <sup>a)</sup>	K <sub>2</sub> O /%	U / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Th / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	宇宙射线 /Gy·ka <sup>-1</sup>	年剂量 /Gy·ka <sup>-1</sup>	De/Gy	样片 /个	OSL 年龄 /ka
UNL 1222	SGDL-0.5m	0.5	0.67	2.65	0.5	2.0	0.23	2.68±0.10	0.35±0.02	25	0.13±0.01
UNL 1223	SGDL-1.4m	1.4	0.52	2.53	0.5	2.0	0.20	2.56±0.10	1.61±0.06	17	0.63±0.04
UNL 1224	SGDL-3.0m	3.0	2.40	2.41	0.5	2.1	0.16	2.35±0.09	1.61±0.06	20	0.68±0.04
UNL 1225	SGDL-5.65m	5.65	0.47	2.89	0.4	1.9	0.12	2.75±0.11	11.12±0.24	18	4.04±0.22
UNL 1226	SGDL-7.35m	7.35	2.79	2.65	0.4	1.5	0.10	2.43±0.09	24.01±0.65	26	9.90±0.55
UNL 1227	207 Road-116km-6m	6.0	2.84	2.29	0.5	2.0	0.11	2.21±0.09	1.39±0.03	18	0.63±0.04
UNL 1228	207 Road-116km-8m	8.0	2.33	2.29	0.5	2.1	0.09	2.21±0.09	1.39±0.04	20	0.63±0.04
UNL 1229	SGDL s A-2.0m	2.0	3.77	2.77	0.6	2.4	0.18	2.69±0.10	1.16±0.06	17	0.43±0.03
UNL 1230	SGDL s A-2.65m	2.65	3.02	2.77	0.5	2.1	0.17	2.66±0.10	1.75±0.05	17	0.66±0.04
UNL 1231	SGDL s A-3.6m	3.6	3.89	2.65	0.5	2.1	0.15	2.51±0.10	3.26±0.13	33	1.30±0.07
UNL 1232	SGDL s A-5.6m	5.6	11.98	2.77	0.8	3.6	0.12	2.52±0.11	21.00±0.35	18	8.33±0.46
UNL 1233	303Road 55km-3.0m	3.0	3.60	2.53	0.5	2.2	0.16	2.44±0.09	3.96±0.13	23	1.62±0.09
UNL 1234	303Road 55km-4.5m	4.5	3.01	2.65	0.5	2.4	0.14	2.55±0.10	22.15±0.48	18	8.68±0.47
UNL 1235	303Road 55km-8.0m	8.0	1.55	2.17	0.5	2.4	0.09	2.16±0.08	20.22±0.37	19	9.37±0.50
UNL 1236	JPE-1.0m	1.0	1.63	2.41	0.5	2.5	0.20	2.46±0.09	4.91±0.12	23	1.99±0.11
UNL 1237	JPE-2.3m	2.3	3.64	2.05	0.4	1.9	0.17	2.03±0.08	5.58±0.11	18	2.75±0.15
UNL 1238	JPE-3.4m	3.4	3.64	1.81	0.5	2.1	0.15	1.84±0.07	6.07±0.13	32	3.39±0.17
UNL 1239	JPE-4.5m	4.5	4.72	2.53	0.6	2.7	0.13	2.44±0.10	3.78±0.10	17	1.55±0.09
UNL 1240	JPE-4.9m	4.9	6.52	1.93	0.5	2.0	0.12	1.85±0.07	2.24±0.05	31	1.21±0.07
UNL 1241	LW-0.65m	0.65	1.61	2.89	0.8	5.1	0.22	3.13±0.11	13.94±0.23	26	4.46±0.22
UNL 1242	LW-2.0m	2.0	3.26	2.65	0.8	4.7	0.18	2.82±0.11	22.45±0.42	17	7.96±0.42
UNL 1243	207Road 87km-8.5m	8.5	7.69	3.37	0.5	2.0	0.09	2.89±0.11	6.75±0.10	25	2.34±0.12
UNL 1244	207Road 87km-9.5m	9.5	4.23	3.13	0.4	1.9	0.08	2.79±0.11	13.84±0.29	17	4.97±0.27
UNL 1245	207Road 87km-14m	14	3.70	3.01	0.5	1.8	0.05	2.70±0.11	14.14±0.28	16	5.24±0.28
UNL 1246	207Road 87km-15.3m	15.3	3.70	3.25	0.5	2.0	0.05	2.90±0.11	19.27±0.45	20	6.64±0.37
UNL 1247	207Road 87km-20.3m	20.3	2.44	3.01	0.5	1.9	0.03	2.73±0.11	24.22±0.42	17	8.88±0.47
UNL 1248	308Road 132km-0.6m	0.6	1.31	2.53	0.9	4.3	0.22	2.82±0.11	2.08±0.03	19	0.74±0.04
UNL 1249	308Road 132km-1.6m	1.6	5.32	2.65	0.9	4.5	0.19	2.77±0.11	2.64±0.04	19	0.95±0.05
UNL 1250	JPHW-9.5m	9.5	3.21	3.13	0.5	2.0	0.08	2.85±0.11	23.38±0.45	18	8.21±0.44
PKU-L219	HSHN01	0.4	0.51	3.05	0.60	2.78	0.25	3.46±0.01	0.5±0.0	24	0.15±0.00
PKU-L220	HSHN02	0.8	0.44	2.83	0.68	3.55	0.23	3.32±0.01	9.1±0.2	6	2.74±0.06
PKU-L221	HSHN03	1.8	1.10	2.81	0.77	3.54	0.20	3.30±0.01	16.7±1.1	6	5.06±0.33
PKU-L222	HSHN04	2.3	1.06	2.66	0.54	2.92	0.19	3.04±0.01	23.7±0.6	6	7.79±0.20

a) 其中HSHN剖面 4 个样品的年龄数据引自文献 [16]

残留释光信号已彻底清空或者可忽略不计, 确保所测年龄数据的准确和可靠. 同时, 大多数样品的年剂量率很接近, 砂层和砂质土的年剂量率没有明显变化, 因此, 可以保证因为不同层位年剂量率的不同所引起的误差降低到最小. 样品的光释光年龄据 Aitken<sup>[25]</sup> 提供的方法得到.

从表 1 可看出, 浑善达克沙地沉积序列的年龄变化在 0.13~9.90 ka 之间, 数据误差范围在 5%~8% 之间, 几乎涵盖整个全新世. 但是, 由于沙地既是沉积区, 同时也是侵蚀区, 存在沉积间断, 难以在一个剖面中保存完整的气候记录. 我们根据绝对年代控制和地层分析, 结合气候替代性指标测试, 沙丘记录所反映

的气候事件如表 2 所示, 揭示了浑善达克沙地在全新世的多次干湿(冷暖)气候变化.

表 2 浑善达克沙地全新世以来的干湿气候事件

气候事件	发生时间/ka	沉积物证据
小冰期	0.68~0.63	粗砂层
中世纪暖期	0.95~0.74	砂质古土壤
隋唐暖期	1.58~1.22	砂质古土壤
"8.2 ka"事件	8.21±0.24	粗砂层

### 3.3 沙丘沉积的粒度和磁化率

由于浑善达克沙地的气候受控于东亚季风环流, 具有明显的湿热同季特征. 因此, 当冬季风增强时,

气候较为干旱, 出现大面积沙层堆积; 而当夏季风环流处于优势时, 气候较湿润, 植被覆盖度较高, 砂质古土壤发育。

风成沉积物的粒度既反映了风力大小, 也与物源距离有关<sup>[2,19,30]</sup>。粒度组成中的粗颗粒组分( $>63\ \mu\text{m}$ )含量, 在沙漠研究中被用作东亚冬季风的指标, 来可指示风力大小和/或距离源区的远近, 从而揭示气候干旱状况。测试的沙层样品的 $>63\ \mu\text{m}$ 颗粒含量较砂质土壤明显偏高, 指示了沙层发育期冬季风强盛, 气候较为干旱, 砂源供应充足(或距离砂源区很近)。但是砂质土壤中 $>63\ \mu\text{m}$ 颗粒的含量也在 60%以上, 这些粗颗粒难以被后期的成壤作用改造, 有可能是气候湿润时, 以沙层为母质在其上直接发育砂质土壤。同时, 无论是砂质土壤还是砂层, 粒度分布曲线呈现显著的单峰分布特征, 表明样品分选较好, 进一步说明沉积物搬运介质及动力的单一性, 具有典型风成沉积物的特点。

磁化率作为古气候替代性指标在黄土研究中得到了广泛的应用<sup>[31,32]</sup>, 由于其复杂的成因机制<sup>[33-35]</sup>, 在沙区沉积中的应用还处于探索阶段。但是, 磁化率增强的土壤成因模式被广泛接受, 认为成壤过程形成的亚铁磁性矿物是古土壤磁化率增加的主要原因, 并且从黄土-古土壤的岩石磁学<sup>[36,37]</sup>、土壤化学<sup>[38]</sup>、同位素<sup>[39]</sup>以及成壤过程中的生物作用<sup>[40]</sup>等不同角度论证了古土壤形成过程中有大量的超顺磁颗粒生成, 认为其指示了东亚夏季风的强度, 反映了气候的湿润状况。测试结果表明, 在砂质土壤层磁化率值较高, 变化范围在  $13.70\sim 40.30(10^{-8}\ \text{m}^3/\text{kg})$ 之间; 砂层中较低, 变化范围在  $1.4\sim 23.0(10^{-8}\ \text{m}^3/\text{kg})$ 之间, 差异较大, 大部分集中在  $10(10^{-8}\ \text{m}^3/\text{kg})$ 左右。在多数剖面中磁化率与 $>63\ \mu\text{m}$ 的颗粒的百分含量成负相关, 可能间接的说明了成壤时期东亚夏季风较强, 沙地气候比较湿润。但是也有正相关的现象(图 2), 这可能是由于距离源区较近、受源区磁性矿物输入的影响较大等有关。

## 4 讨论

### 4.1 浑善达克沙地全新世气候变化

以前, 环境变化研究工作常常局限在单个剖面记录中, 并且绝对测年数据少, 这些问题阻碍了对浑

善达克沙地气候变化过程和干旱事件规律的深入认识。本研究根据多个剖面的综合测试, 基于多个绝对年龄控制、沙丘沉积相分析和粒度、磁化率等气候替代性指标分析, 以揭示出全新世浑善达克沙地气候阶段变化特点。

在 9.9~8.2 ka期间, 浑善达克沙地从南向北的 SGDLs-A, SGDL, JPHW, 207 Road 87 km和 303 Road 55 km 5 个剖面的底部普遍发育黄色厚层粗砂, 其光释光年龄分别为 $(8.33 \pm 0.46)$ ,  $(9.90 \pm 0.55)$ ,  $(8.21 \pm 0.44)$ ,  $(8.88 \pm 0.47)$ ,  $(9.37 \pm 0.50)$  和 $(8.68 \pm 0.47)$  ka。这些砂层沉积指示了沙地有效水分含量较少, 气候干燥, 植被覆盖率低的阶段<sup>[9]</sup>。砂层的磁化率值达到最低值,  $>63\ \mu\text{m}$ 颗粒的百分含量在 90%以上, 是沙丘处于活动阶段的指示。研究区内的风成沉积物移动不受地形限制, 广泛覆盖的砂层表明这次沙丘活化事件影响范围广泛。

在距今约 8.0~2.7 ka期间, 沙地发育有 7 层灰黑色砂质土壤, 其中砂质土壤层的年龄分别为 $(7.96 \pm 0.42)$ ,  $(5.06 \pm 0.33)$ ,  $(4.46 \pm 0.22)$ ,  $(2.74 \pm 0.06)$  ka<sup>[16]</sup>, 直接指示在上述时间点沙地处于固定成壤阶段, 气候相对湿润, 植被覆盖良好<sup>[9]</sup>, 有效水分含量较多。砂质土壤层磁化率值较上下的砂层明显偏高,  $>63\ \mu\text{m}$ 颗粒百分含量显著降低, 相应的粘土等细颗粒含量相对增加、颜色偏黑(是有机质含量增多的指示<sup>[16,17]</sup>), 揭示了植被覆盖率增大、沙丘固定的特征。此外, 由于沙地距离源区近, 沉积速率快, 砂质土壤层上下沙层的年龄也可间接地指示出砂质土壤层的年龄。砂质土壤层上下的沙层年龄分别为 $(6.64 \pm 0.37)$ ,  $(5.24 \pm 0.28)$ ,  $(4.97 \pm 0.27)$ ,  $(4.04 \pm 0.22)$ ,  $(3.32 \pm 0.10)$ ,  $(2.73 \pm 0.15)$ ,  $(2.34 \pm 0.12)$  ka。由此可以看出, 在距今大约 8.0~2.7 ka期间, 沙地气候较全新世早期有明显改善, 夏季风相对增强, 降雨较多, 气候较为湿润, 但同时也存在一些短时间的沙地活化(干旱)事件, 表现为沉积序列中的多层砂质土壤层与沙层的互层分布, 但沙地总体上处于固定-半固定状态。这一结论与前人的全新世大暖期的发生时段相吻合<sup>[41]</sup>; 同时, 韩鹏等<sup>[13]</sup>对浑善达克沙地的光释光测年结果表明, 在距今 8.1~2.1 ka期间, 该地区气候相对温暖湿润。通过对沙地南部岱海岩芯的粒度测试也发现, 在距今 7.9~3.1 ka时段为一湿润期<sup>[42]</sup>。但不同的是, 在这个

阶段存在多次短期的气候转干事件, 波动较大, 也进一步说明沙地沉积物可能较好地记录了千年时间尺度的气候事件和干旱事件。

约 2.3 ka 以来, 浑善达克沙地沉积物以粗砂层为主, 直接从沙层得到绝对年龄分别为  $(2.34 \pm 0.12)$ ,  $(2.03 \pm 0.15)$ ,  $(1.62 \pm 0.09)$ ,  $(1.58 \pm 0.01)$ ,  $(1.30 \pm 0.07)$ ,  $(1.22 \pm 0.08)$ ,  $(0.95 \pm 0.05)$ ,  $(0.74 \pm 0.04)$ ,  $(0.68 \pm 0.04)$ ,  $(0.66 \pm 0.04)$ ,  $(0.63 \pm 0.04)$ ,  $(0.43 \pm 0.03)$ ,  $(0.15 \pm 0.00)$ <sup>[16]</sup>,  $(0.13 \pm 0.01)$  ka; 其中, 在距今 1.58~1.22, 0.95~0.74, 0.66~0.43 ka 之间发育 3 层黑色薄层砂质弱土壤, 表明在沙区气候总体干燥的条件下也有一些短期的湿润时段穿插其间, 气候波动性较小, 沙丘又重新开始活化。对浑善达克沙地的孢粉分析<sup>[43]</sup>表明, 在距今 2000 年以来, 藜科、麻黄科的孢粉突增, 说明气候有变干的趋势。

#### 4.2 浑善达克沙地全新世干湿气候事件

在中国, 多种记录揭示的气候长期变化可能与世界其他地区的环境变化, 比如与北大西洋的“浮冰”事件<sup>[44]</sup>, “8.2 ka”的降温事件<sup>[45]</sup>、欧洲中世纪暖期<sup>[46]</sup>以及小冰期<sup>[47,48]</sup>等有联系。这些气候事件已经在石笋<sup>[49]</sup>, 冰芯<sup>[50]</sup>, 泥炭<sup>[51]</sup>等记录得到研究。那么, 中国北方的沙漠/沙地的气候变化是否也与一些全新世的重要气候事件有联系呢? 尤其是浑善达克沙地的气候变化是否也与其他记录的气候事件<sup>[48-60]</sup>有联系? 这些问题还没有明确的答案。

在距今大约 9.9~8.2 ka 期间, 浑善达克沙地的沙丘处于活动阶段, 堆积了大范围较厚的粗砂层, 指出在全新世早期, 沙源充足, 风力强劲, 气候相对较为干旱。根据野外调查, 在 JPHW 剖面中两期湖相沉积物之下发育年龄为 8.2 ka 的粗沙层, 可能指示出“8.2 ka”冷事件在浑善达克沙地也有所表现, 并且在此之后沙地可能至少经过了两次相对湿润的气候阶段, 其具体的光释光年龄正在测试之中。同时, 通过近年来对毛乌素沙地<sup>[9,10,16]</sup>, 呼伦贝尔沙地<sup>[11]</sup>, 库布齐沙漠<sup>[10]</sup>, 科尔沁沙地<sup>[52]</sup>等的释光测年研究, 以及<sup>14</sup>C 年龄控制下进行的环境变化记录分析<sup>[53-55]</sup>, 发现在全新世早期中国北方大部分沙地气候均表现为较干旱的特点。北大西洋在 10.36, 9.38, 8.47 ka 出现了 3 次大的“浮冰”事件, 与本文中所得到的粗沙层年龄在误差范围内基本一致, 可能说明全新世早期北半球

气候普遍较为冷干。

大约从 2.3 ka 以来, 沙区气候总体处于干旱的条件下并有一些短期的湿润阶段穿插其间, 气候波动性较小, 沙丘又重新开始活化。北大西洋深海沉积物在 2000 年以来也出现了三次较大浮冰增多时段(1.47, 1.19, 0.63)。尤其是 0.63 ka 的小冰期<sup>[39,47-49]</sup>事件, 在研究区内的 SGDLs-A, SGDL 及 New 207 Road-116 km 三个剖面上均有体现, 发育了指示干旱气候的粗砂质层且沙层的光释光年龄在 0.68~0.63 ka 之间。沙层最厚可达 4 m, >63 μm 颗粒的百分含量大于 92%, 并且得到了这三个剖面 5 个粗砂层光释光年龄数据的验证(表 1), 较充分地说明小冰期气候事件在浑善达克沙地存在的可能性。此外, 在 New 207 Road-116 km 剖面厚约 9 m 的沙丘沉积中发现(图 6), 上部 6 m 厚浅黄色砂层中 1 m 处获得砂层的光释光年龄为 0.49 ka, 在 1.3 m 处由相对较细的砂层突变为—厚约 5 cm 的浅黄色粗砂层, 发育典型的上粗下细风成砂沉积标志, 可能指示存在一次沉积间断或者沙尘暴的发生而与上部地层分开。层理产状为  $90^\circ \angle 18^\circ$ , 并且在 6 m 处的砂层光释光年龄为  $(0.63 \pm 0.04)$  ka, 与下伏出露近 3 m 厚的水平砂层产状明显不同( $90^\circ \angle 3^\circ$ ), 但是在 8 m 处所得到的光释光年龄几乎完全相同, 尽管两个数据间的沙层厚度接近 2 m。由此可以说明, 在此时段沙地的沙源充足, 风力强劲, 砂层堆积速率较高, 并且有可能在极短时间内风向发生了明显变化, 致使上下砂层产状出现显著差异。

沙地在距今 1.58~1.22, 0.95~0.74 ka 之间发育的两层砂质土壤, 能分别与隋唐温暖时段(570~770 AD)<sup>[56]</sup>和“中世纪暖期”事件发生时间基本一致。Zhang 等<sup>[57]</sup>据中国 2000 年以来的历史文献分析得出, 在 650~1050 AD 时段, 降雨量普遍增加, 有效湿度增强。对处于干旱-半干旱区域的沙漠/沙地来说, 降雨量较温度更能影响其植被覆盖程度, 从而促进其砂质土壤的发育。呼伦贝尔沙地在距今 1.8~1.4, 0.84~0.5 ka 期间也发育有两层砂质土壤<sup>[12]</sup>, 沙地南部的岱海在 1700~1350 cal a BP 也同样出现温暖事件<sup>[55]</sup>的记录。中国的许多地方在 800~1400 AD 都出现温暖事件记录<sup>[52,58-62]</sup>, 全球也有这些温暖事件<sup>[46,63-65]</sup>。沙丘沉积记录揭示, 在隋唐温暖时段和“中世纪暖期”, 浑善达克沙地气候湿润, 植被较为发育, 沙丘相对固定。



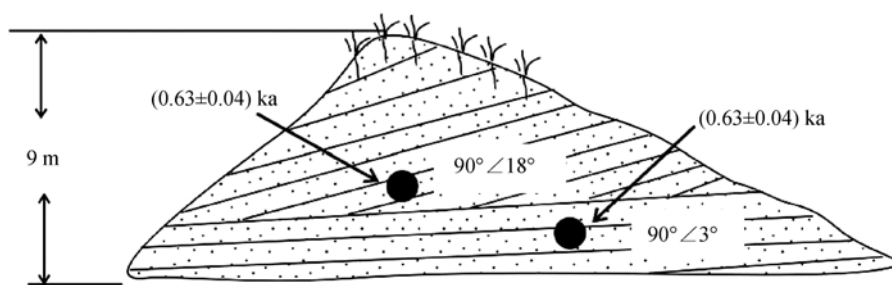


图6 New207 Road-116km 剖面不同产状的砂层及其相对应的砂层光释光年龄

## 5 结论

通过对浑善达克沙地从南到北的 10 个代表性沙丘、沙/黄土剖面沉积序列的野外采样和分析, 以光释光年龄为基础, 结合磁化率、粒度等气候代用指标的测试, 揭示出浑善达克沙地在全新世经历 3 个气候变化阶段: 在距今 9.9~8.2 ka 期间, 沙地的沙丘处于活动阶段, 气候干旱, 植被覆盖率低; 距今 8.0~2.7 ka 期间, 沙地处于固定成壤阶段, 气候波动性较大, 气候湿润, 植被覆盖率增加; 从 2.3 ka 以来, 沙区气候

在总体干旱的条件下有一些短期的湿润阶段穿插其中, 沙丘又重新开始活化. 浑善达克沙地对“8.2 ka”冷事件、小冰期事件以及全新世早期的冷事件等反映明显, 并且从沙地沉积层产状的显著变化推测, 在小冰期时, 浑善达克沙地可能发生过气流改变. 此外, 对应“隋唐暖期”和“中世纪暖期”, 沙地发育了两层指示气候湿润的古土壤. 浑善达克沙地全新世以来的气候变化和干旱事件可能是全球气候变化背景下的区域响应.

**致谢** 野外工作得到王先彦、汶玲娟、弋双文、杜学青、赵存法和孙雪峰等的热情帮助, 在此深表谢忱.

## 参考文献

- 1 孙继敏, 丁仲礼, 刘东生, 等. 末次间冰期以来沙漠-黄土边界带的环境演变. 第四纪研究, 1995, (2): 117—122
- 2 丁仲礼, 孙继敏, 刘东生. 联系沙漠-黄土演变过程中耦合关系的沉积学指标. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1999, 29(1): 82—87
- 3 鹿化煜, 周亚利, Joseph Mason, 等. 中国北方晚第四纪气候变化地沙漠-黄土记录——以光释光年代为基础的直接对比. 第四纪研究, 2006, 26(6): 888—894
- 4 Scott E M, Boaretto E, Bryant C, et al. Future needs and requirement for AMS  $^{14}\text{C}$  standards and reference materials. Nucl Instrum Methods Phys Res, Sect B, 2004, 223-224: 382—387 [\[DOI\]](#)
- 5 董光荣, 等. 中国沙漠形成演化气候变化与沙漠化研究. 北京: 海洋出版社, 2002
- 6 靳鹤龄, 苏志珠, 孙忠. 浑善达克沙地全新世中晚期地层化学元素特征及其气候变化. 中国沙漠, 2003, 23: 365—371
- 7 靳鹤龄, 苏志珠, 孙凉英, 等. 浑善达克沙地全新世气候变化. 科学通报, 2004, 49: 1532—1536
- 8 吴正, 等. 风沙地貌与治沙工程学. 北京: 科学出版社, 2003
- 9 Lu H Y, Miao X D, Zhou Y L, et al. Late Quaternary aeolian activity in the Mu Us and Otindag dune fields (north China) and lagged response to insolation forcing. Geophys Res Lett, 2005, 32(21), L21716 [\[DOI\]](#)
- 10 Sun J M, Li S H, Han P, et al. Holocene environment changes in the central Inner Mongolia, based on single-aliquot-quartz optical dating and multi-proxy study of dune sands. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2006, 233: 51—62 [\[DOI\]](#)
- 11 Li S H, Sun J M, Zhao H. Optical dating of dune sands in the northeastern deserts of China. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2002, 181: 419—429 [\[DOI\]](#)
- 12 Li S H, Sun J M. Optical dating of Holocene dune sands from the Hulun Buir Desert, northeastern China. Holocene, 2006, 16: 457—462 [\[DOI\]](#)
- 13 周亚利, 鹿化煜, 张家富, 等. 高精度光释光测年揭示的晚第四纪毛乌素和浑善达克沙地沙丘的固定与活化过程. 中国沙

- 漠, 2005, 25: 342—350
- 14 韩鹏, 孙继敏. 浑善达克沙地地光释光测年研究. *第四纪研究*, 2004, 24: 480
  - 15 Stevens T, Armitage S J, Lu H Y, et al. Examining the potential of high sampling resolution OSL dating of Chinese loess. *Quat Chronol*, 2007, 2: 15—22
  - 16 Stevens T, Armitage S J, Lu H Y, et al. Sedimentation and diagenesis of Chinese loess: implication for the preservation of continuous, high-resolution climate records. *Geology*, 2006, 34: 849—852 [DOI](#)
  - 17 弋双文, 鹿化煜, 周亚利, 等. 晚第四纪科尔沁沙地干湿变化的黄土记录. *中国沙漠*, 2006, 26: 869—874
  - 18 姚洪林, 闫德仁, 主编. 内蒙古沙漠化土地动态变化. 呼和浩特: 远方出版社, 2002. 9—10
  - 19 鹿化煜, 安芷生. 洛川黄土粒度组成的古气候意义. *科学通报*, 1997, 42(1): 66—69
  - 20 Goble R J, Mason J A, Loope D B, et al. Optical and radiocarbon ages of stacked paleosols and dune sands in the Nebraska Sand Hills, USA. *Quat Sci Rev*, 2004, 23: 1173—1182 [DOI](#)
  - 21 Murray A S, Roberts R G. Measurement of the equivalent dose in quartz using a regenerative-dose single-aliquot protocol. *Radiat Meas*, 1998, 29: 503—515 [DOI](#)
  - 22 Murray A S, Wintle A G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiat Meas*, 2000, 32: 57—73 [DOI](#)
  - 23 Bøtter-Jensen L, Mejdahl V, Murray A S. New light on OSL. *Quat Sci Rev*, 1999, 18: 303—309 [DOI](#)
  - 24 Prescott J R, Hutton J T. Cosmic ray contribution to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiat Meas*, 1994, 23: 497—500 [DOI](#)
  - 25 Aitken M J. *An Introduction to Optical Dating*. Oxford: Oxford University Press, 1998. 7—47
  - 26 Rhodes E J, Baily R M. The effect of thermal transfer on the zeroing of the luminescence of quartz from recent glaciofluvial sediments. *Quat Sci Rev*, 1997, 16: 291—298 [DOI](#)
  - 27 Murray A S, Olley J M. Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of the sedimentary quartz: a status review. *Geochronometria*, 2002, 21: 1—16
  - 28 Fuchs M, Lang A. OSL dating of coarse-grain fluvial quartz using single-aliquot protocols on sediments from NE of the Peloponnese, Greece. *Quat Sci Rev*, 2001, 20: 783—787 [DOI](#)
  - 29 Ward S, Stokes S, Bailey R, et al. Optical dating of quartz from young samples and the effects of pre-heat temperature. *Radiat Meas*, 2003, 37: 401—407 [DOI](#)
  - 30 Pye K, Zhou L P. Late Pleistocene and Holocene aeolian dust deposition in North China and the Northwest Pacific Ocean. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1989, 73: 11—23 [DOI](#)
  - 31 Heller F, Liu T S. Magnetism of Chinese loess deposits. *Geophys J Royal Astro Soc*, 1984, 77: 125—141
  - 32 An Z S, Kukla G J, Porter S C, et al. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of Central China during the last 130000 years. *Quat Res*, 1991, 36: 29—36 [DOI](#)
  - 33 吕厚远, 韩家懋. 中国现代土壤磁化率分析及其古气候意义. *中国科学 B 辑: 化学*, 1994, 24(12): 1290—1297
  - 34 Sun J M, Liu T S. Multiple origins and interpretations of the magnetic susceptibility signal in Chinese wind-blown sediments. *Earth Planet Sci Lett*, 2000, 180: 287—296 [DOI](#)
  - 35 Zhou L P. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese Loess. *Nature*, 1990, 346: 737—739 [DOI](#)
  - 36 Evans M E, Heller F. Magnetic enhancement and palaeoclimate: study of loess/paleosol couplet across the loessplateau of China. *Geophys J Int*, 1994, 117: 257—264 [DOI](#)
  - 37 Liu Q S, Jackson M J, Banerjee S K, et al. Determination of magnetic carriers of the characteristic remanent magnetization of Chinese loess by low-temperature demagnetization. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 216: 175—186 [DOI](#)
  - 38 Verosub K L, Fine P, Singer M J, et al. Pedogenesis and paleoclimate: interpretation of magnetic susceptibility of Chinese loess-paleosol sequences. *Geology*, 1993, 21: 1011—1014 [DOI](#)
  - 39 Shen C D, Beer J, Heller F, et al. Be-susceptibility model and quantitative estimates of pedogenic ferromagnetic material flux in Chinese loess. *Nucl Instr Methods Phys Res, Sect B*, 2000, 172: 551—554 [DOI](#)
  - 40 彭先芝, 贾蓉芬, 李荣森, 等. 超磁细菌及磁小体对黄土-古土壤序列磁化率贡献的模拟试验研究. *第四纪研究*, 2002, 22: 188—194
  - 41 施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期鼎盛阶段的气候与环境. *中国科学 B 辑*, 1993, 23(8): 865—873
  - 42 Peng Y J, Xiao J L, Nakamura T, et al. Holocene east Asian monsoonal precipitation pattern revealed by grain size distribution of core

- sediments of Daihai Lake in inner Mongolia of north-central China. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 233: 467—479 [\[DOI\]](#)
- 43 梁玉莲. 内蒙桑根达来 3600 年来植被及环境演变. *中国沙漠*, 1991, 11: 33—38
- 44 Bond G C, Shower W, Cheseby M, et al. A pervasive millennial-scale in north Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 1997, 278: 1257—1266 [\[DOI\]](#)
- 45 Alley R B, Mayewski P A, Sowers T, et al. Holocene climatic instability: a prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 1997, 25: 83—86 [\[DOI\]](#)
- 46 Cronin T M, Dwyer G S, Kamiya T, et al. Medieval warm period, litter ice age and 20th century temperature variability from Chesapeake Bay. *Glob Planet Change*, 2003, 36: 17—29 [\[DOI\]](#)
- 47 Mathes F E. Report of the committee on glaciers, transactions of the America. Geophysical Union, 1939, 20: 518—523
- 48 刘嘉麒. 第四纪的主要气候事件. *第四纪研究*, 2001, (3): 239—248
- 49 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian Monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 2005, 308: 854—857 [\[DOI\]](#)
- 50 王宁练, 姚檀栋, Thompson L G, 等. 全新世早期强降温事件的古里雅冰芯记录证据. *科学通报*, 2002, 47(11): 818—823
- 51 Hong Y T, Hong B, Lin Q H, et al. Correlation between Indian Ocean summer monsoon and North Atlantic climate during the Holocene. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 211: 371—380 [\[DOI\]](#)
- 52 赵华, 卢滨涛, 尹金辉. 科尔沁沙地全新世风沙沉积物的石英单测片蓝光释光测年和风沙活动年代学. *核技术*, 2005, 28(5): 367—374
- 53 Xiao J L, Nakamura T, Lu H Y, et al. Holocene climate changes over the desert/loess transition of north-central China. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 197: 11—18 [\[DOI\]](#)
- 54 Porter S C, Zhou W J. Synchronism of Holocene East Asian monsoon variations and North Atlantic drift-ice tracers. *Quat Res*, 2006, 65: 443—449 [\[DOI\]](#)
- 55 李明启, 靳鹤龄, 张洪, 等. 浑善达克沙地磁化率和有机质揭示的全新世气候变化. *沉积学报*, 2005, 23(4): 683—689
- 56 葛全胜, 郑景云, 满志敏, 等. 过去 2000 年中国温度变化研究的几个问题. *自然科学进展*, 2004, 14(4): 449—455
- 57 Zhang D E, Lu L H. Anti-correlation of summer/winter monsoons? *Nature*, 2007, 445: 74—77 [\[DOI\]](#)
- 58 Yang B, Braeuning A, Johnson K R. General characteristics of temperature variation in China during the last two millennia. *Geophys Res Lett*, 2002, 29: 381—384
- 59 王绍武, 叶瑾琳. 中国小冰期气候. *第四纪研究*, 1998, 1: 54—64
- 60 Xiao J L, Xu Q H, Nakamura T, et al. Holocene vegetation variation in the Daihai Lake region of north-central China: a direct indication of the Asian monsoon climate history. *Quat Sci Rev*, 2004, 23: 1669—1679 [\[DOI\]](#)
- 61 张恩楼, 沈吉, 王苏民, 等. 近 0.9 ka 来青海湖湖水盐度的适量恢复. *科学通报*, 2004, 49(7): 697—701
- 62 姚檀栋, 秦大河, 田立德, 等. 青藏高原 2 ka 来温度与降水变化——古里雅冰芯记录. *中国科学 D 辑: 地球科学*: 1996, 26(4): 348—353
- 63 Bianchi G G, Mccave I N. Holocene periodicity in north Atlantic climate and deep-ocean flow, south of Iceland. *Nature*, 1999, 397: 515—516 [\[DOI\]](#)
- 64 Stuiver M, Braziunas T F, Grootes P M. Is there evidence for solar forcing of climate in the GISP2 oxygen isotope record. *Quat Res*, 1997, 48: 259—266 [\[DOI\]](#)
- 65 Mason J A, Jacobs P M, Hanson P R, et al. Sources and paleoclimatic significance of Holocene Bignell Loess, central Great Plains, USA. *Quat Res*, 2003, 60: 330—339 [\[DOI\]](#)